

全球热带海气耦合距平模式及其数值模拟

史 历** 殷永红

倪允琪

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

摘 要

用观测海温距平对一个中等分辨率的细网格大气模式和观测 FSU 假风应力对全球热带三大洋距平海洋模式分别进行强迫试验。结果表明: 无论是大气模式还是海洋模式均在一定程度上较好地模拟了观测事实, 热带大西洋的模拟效果好于热带印度洋。对大气模式而言, 经向风距平的模拟要好于纬向风距平, 热带大西洋西部好于东部, 热带印度洋东部好于西部, 赤道南侧好于北侧。对海洋模式而言, 热带大西洋模拟最好的区域是赤道中东部, 对赤道东印度洋的暖事件及偶极子事件年际变率模拟也较好。在此基础上, 用和海气耦合模式同样的耦合方式将两者耦合起来, 构成了一个中等复杂程度的全球热带海气耦合模式, 这是进一步研究全球热带海气相互作用的基础。

关键词: 细网格大气模式, 全球热带距平海洋模式, 强迫试验, 耦合。

1 引 言

TOGA 计划的重要成果之一是建立了复杂程度不同的预报 ENSO 的海气耦合模式, Zebiak 和 Cane^[1]发展了一个物理过程非常理想化的太平洋区域的海气耦合距平模式(即 CZ 模式), 由于该模式提前一年预报出了 1987 年和 1991 年的 ENSO 事件而受到广泛关注 and 较高评价^[2], 但不足的是 CZ 模式没有包括热带印度洋及热带大西洋。自 20 世纪 90 年代以来, 人们在进一步深入研究热带太平洋 ENSO 循环的同时, 也开始关注在热带大西洋和热带印度洋是否同样存在类似“ENSO”的现象。Tourre^[3]等分析表明: 热带印度洋和大西洋 SST 均有和太平洋类似的 ENSO 型模态。Zebiak^[4]通过对观测资料的分析和一个仅包含热带大西洋区域的中等复杂程度海气耦合模式模拟研究表明: 观测资料和模式模拟结果都显示在热带大西洋东部确实存在和热带东太平洋类似“ENSO”的事件, 只不过其 SSTA 的振幅要较太平洋弱得多。但是对于热带印度洋, Wallace^[5]等的研究认为是否存在这种类似于热带太平洋和大西洋的, 由热带海气相互作用决定的 SSTA 年际变化振荡还不清楚。Saji^[6]通过对过去近 40 a 观测海温分析发现沿赤道热带东、西印度洋存在

初稿时间: 1999 年 10 月 8 日; 修改稿时间: 2000 年 3 月 28 日。

资助课题: “九五”攻关重中之重点项目“我国短期气候预测系统的研究”(96-908-02-05 专题)及中国气象科学研究所启动基金资助。

现在单位: 中国气象科学研究院。

反向的海温距平梯度偶极子模(dipole mode), 进一步分析表明这种偶极子模和海表面距平风场的反转对应非常好。关于全球热带海气相互作用的研究, 正在逐渐成为最近全球气候变化研究中的一个热点, 目前还有许多问题不是非常清楚, 尤其是对热带印度洋 SSTA 年际变率特征的研究还不多见。

由于目前完善海气耦合模式(CGCM)对热带印度洋的研究还仅处于对气候态的模拟上, 而 CZ 模式(国际上称之为中等复杂程度的耦合模式 ICM)这一类模式虽然动力学框架比较简单, 但在 ENSO 理论研究方面目前仍是最重要和最有力的工具之一^[3], 原来 CZ 模式和 Zebiak^[4] 分别只包括热带太平洋及热带大西洋, 本文将在 CZ 模式动力学框架基础上发展一个包含中等复杂程度的三大洋的全球热带海气耦合距平模式(GICM), 并将进一步以其为工具研究全球热带三大洋海气耦合模之间的相互作用。

2 模式简介

2.1 全球热带海气耦合距平模式中全球热带距平海洋模式框架

殷永红等^[8]将 GICM 的海洋模式部分发展为全球热带海洋距平模式, 该模式的物理框架取自 Cane^[7]的两层海洋模式, 该海洋模式动力学框架始于一个赤道平面线性约化重力的浅水模式, 分为上下两层, 其底层流体静止, 上层运动。由于真实海洋中表层主要受摩擦作用, 因而在模式的上层增加了一个很浅的表面摩擦层, 即将上层分为表层和次表层, 令表层深度为常数^[1]。

文中针对三大洋不同的物理、地理特性, 选取了不同的模式动力学海盆形状, 其中太平洋模式取和 CZ^[1]模式一致的矩形海盆形状(29°N ~ 29°S, 124°E ~ 80°W; 5.625° × 2°), 印度洋与大西洋也取较为理想的简单形状, 其中大西洋模式海盆范围(29°N ~ 29°S, 20°E ~ 90°W; 1° × 1°), 印度洋模式海盆范围(29°N ~ 29°S, 30° ~ 132°E; 1° × 1°), 具体如图 1 所示, 这种简单海盆形状的选取, 是由该海洋模式特有的动力学求解方法所决定的^[9]。由于印度洋和大西洋洋盆纬向跨度均远小于太平洋(尤其大西洋), 因此, 如在热带印度洋和热带大西洋上采取和热带太平洋一样的分辨率显然是不合适的, 故 GICM 的海洋模式部分在热带印度洋和热带大西洋均采取了较高分辨率网格(1° × 1°)。

三大洋之间物理、地理特性的差异同时也决定了模式物理参数选择上的差异, 若干主

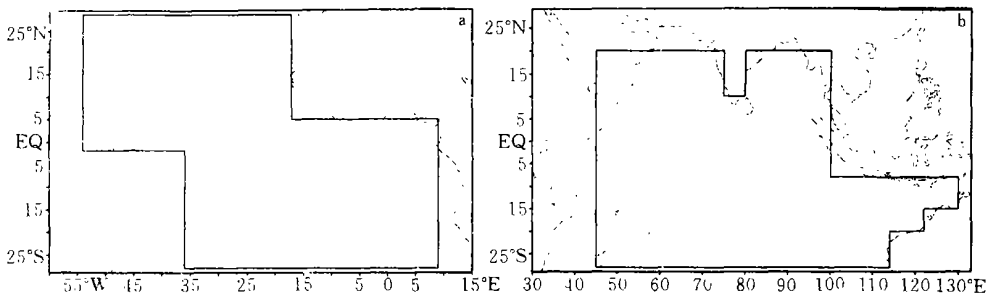


图 1 大西洋和印度洋模式的海盆范围示意

(a. 大西洋, b. 印度洋)

要参数的选择参照了文献[1, 4, 9, 10]中的参数选择方法, 并与实际观测结果进行对比分析之后进行了一些适当调整, 最后文中使用的若干主要参数如表 1 所示。

表 1 三大洋模式若干参数

参数项		太平洋	大西洋	印度洋
相当深度	H_0	86 cm	40 cm	86 cm
表层深度	H_1	50 m	30 m	60 m
上层深度	H	150 m	80 m	120 m
热力学表层深度	H_T	100 m	40 m	60 m
次表层温度参数	T_1	28	18	38
	T_2	- 40	- 20	- 60
	B_1	$(80 \text{ m})^{-1}$	$(80 \text{ m})^{-1}$	$(120 \text{ m})^{-1}$
	B_2	$(33 \text{ m})^{-1}$	$(40 \text{ m})^{-1}$	$(50 \text{ m})^{-1}$
		0. 75	0. 75	0. 75
表层摩擦系数	r_s	$(2 \text{ d})^{-1}$	$(2 \text{ d})^{-1}$	$(2 \text{ d})^{-1}$
海洋耗散系数	r	$(2.5 \text{ a})^{-1}$	$(2.5 \text{ a})^{-1}$	$(2.5 \text{ a})^{-1}$
热力衰减系数	s	$(125 \text{ d})^{-1}$	$(30 \text{ d})^{-1}$	$(125 \text{ d})^{-1}$
拖曳系数	C_D	0.00329 kg/m^3	0.00329 kg/m^3	0.00329 kg/m^3

2. 2 全球热带海气耦合距平模式中大气模式部分框架

GICM 模式的大气模式部分为 Gill^[11]发展的, 基于 平面近似的, 垂直方向具有单一自由度的线性动力模式, 其无量纲化的动力方程组为:

$$u_a - yv_a/2 = - p_x \quad (1)$$

$$v_a + yv_a/2 = - p_y \quad (2)$$

$$p + (u_a)_x + (v_a)_y = - Q \quad (3)$$

其中 u_a 和 v_a 分别为海表面风分量, p 为海表面气压距平, γ 为阻尼系数(damping coefficient), Q 为给定的外强迫热源异常, 它仅和海表温度距平(T_{SSA})有关, 依据线性克劳修斯-克拉伯伦(Clausius-Clapeyron)关系, 它可表示为:

$$Q = (T_{SSA})(b/T_m^2) \exp(-b/T_m) \quad (4)$$

Zebiak^[12]在此基础上加入了辐合对流反馈过程, 使得外强迫热源异常不仅和局地 SSTA 而且和海洋局地蒸发有关。和海洋模式对应, 考虑到印度洋, 尤其是大西洋的水平空间跨度远小于太平洋, 为了有足够的空间分辨率, 将原 Gill 模式 $5.625^\circ \times 2^\circ$ 的经纬度网格分辨率调整为 $2.8125^\circ \times 2^\circ$, 使 GICM 的大气模式部分变为一个具有中等分辨率的“细网格”Gill 模式。

耦合方案仍采取和 CZ 模式^[1]一致的方案, 时间积分步长为 10 d。

3 初始化方案

在本研究中, 选择了如下的初始化方案: 用观测的风应力距平强迫包含三大洋的全球热带海洋距平模式至预先设定的起始时刻止(至少强迫 2 a 以上), 与此同时用该海洋距平模式输出的 SSTa 强迫大气模式也至该起始时刻止, 从起始时刻起, 大气模式和全球热带海洋距平模式进入耦合运算直到预先设定的结束时刻止。具体过程如图 2。

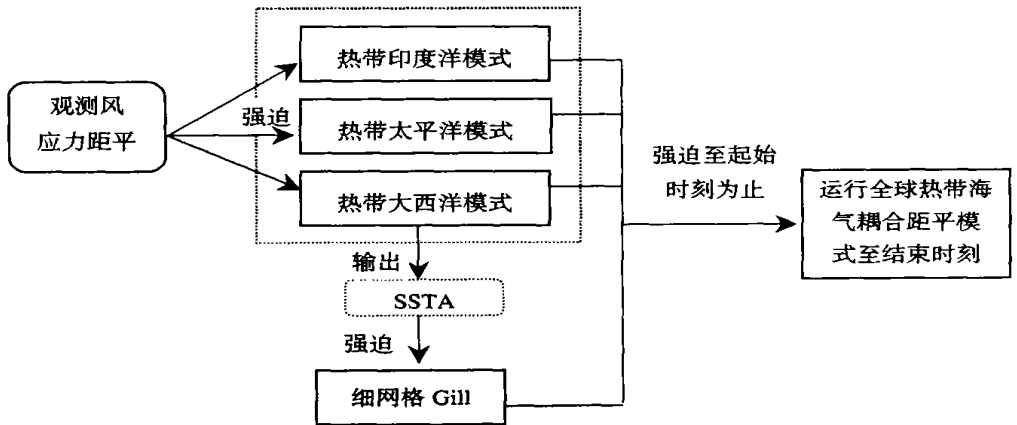


图 2 全球热带海气耦合距平模式的初始化方案流程

GICM 中设置了相应开关参数, 可以方便地选择运行 GICM 或单独运行某一个大洋区域的海气耦合模式。

4 数据资料

为了便于比较, GICM 在初始化过程中, 强迫三大洋海洋距平模式使用的观测海表面风应力距平采用了目前国际上广泛使用的佛罗里达州立大学(FSU)^[13]提供的月平均三大洋表面假风应力距平场资料^[14~16], 具体如表 2 所示:

表 2 假风应力资料

三大洋	时间跨度	空间范围	网格分辨率
热带太平洋	1961 年 1 月 ~ 1999 年 9 月	29 S ~ 29 N 124 E ~ 70 W	2° × 2°
热带大西洋	1964 年 1 月 ~ 1997 年 12 月	30 N ~ 20 S 60 W ~ 16 E	2° × 2°
热带印度洋	1970 年 1 月 ~ 1999 年 9 月	29.5 S ~ 23.5 N 30.5 E ~ 119.5 E	1° × 1°

5 用观测海温距平对细网格 Gill 大气模式强迫的结果

仅包含热带太平洋的 CZ 模式在预报太平洋 SSTa 取得一定成功的一个重要原因是: 它选用单一垂直模态的 Gill 线性大气模式能成功地模拟出热带大气对热带太平洋 SSTa 响应的主要性质。因此, 在构造和运行 GICM 模式之前, 有必要将细网格 Gill 大气模式对三大洋海表风应力距平场(尤其是热带印度洋和热带大西洋)的模拟能力进行数值

模拟检验, 在热带太平洋区域, Zebiak^[17,18] 已做了许多工作, 故下面着重讨论该模式对热带大西洋和印度洋海表风应力距平场的模拟能力。首先, 参照文献[4], 分别在热带大西洋和热带印度洋东西部定义 4 个指数。即定义:

大西洋 ATL3 区: (5 S ~ 5 N, 20 W ~ 10 E);

大西洋 ATL4 区: (5 S ~ 5 N, 50 ~ 20 W);

印度洋 IND3 区: (5 S ~ 5 N, 70 ~ 85 E);

印度洋 IND4 区: (5 S ~ 5 N, 50 ~ 65 E)。

图 3a ~ d、图 4a ~ d 分别为用 1979 年 1 月 ~ 1998 年 12 月大西洋、印度洋 NCEP/NCAR 再分析 SSTA^[19] 强迫细网格的 Gill 大气模式所得大西洋 ATL3 区、ATL4 区和印度洋 IND3 区、IND4 区的平均海表面纬向、经向风应力距平和观测值的比较(图中实线为模式模拟值, 虚线为观测值)。从图 3a ~ d 来看, 无论是热带大西洋东部(ATL3 指数区)还是西部(ATL4 指数区)在观测 SSTA 强迫下, 大气模式对海表风距平场(包括经向风和纬向风)的模拟, 除了一些高频扰动外, 不仅趋势而且强度都模拟得较成功。对于热带印度洋而言, 从图 4a ~ d 来看, 在观测 SSTA 强迫下, 大气模式对纬向海表风应力距平场的模拟效果不如热带大西洋, 模式很难模拟出观测值中包含的高频信号, 从 IND4 指数区看(如图 4b 所示)仅 1986 ~ 1996 年这一段模拟得比较好, 从 IND3 指数区看(如图 4a 所示)则显示模拟结果的强度要明显弱于观测, 对经向海表风应力距平场的模拟, 则显示无论是热带印度洋东部(IND3 指数区)还是西部(IND4 指数区)其强度的模拟都比纬向海表风距平要好, 但观测值与之相比含有较多的高频信号(如图 4c ~ d 所示)。

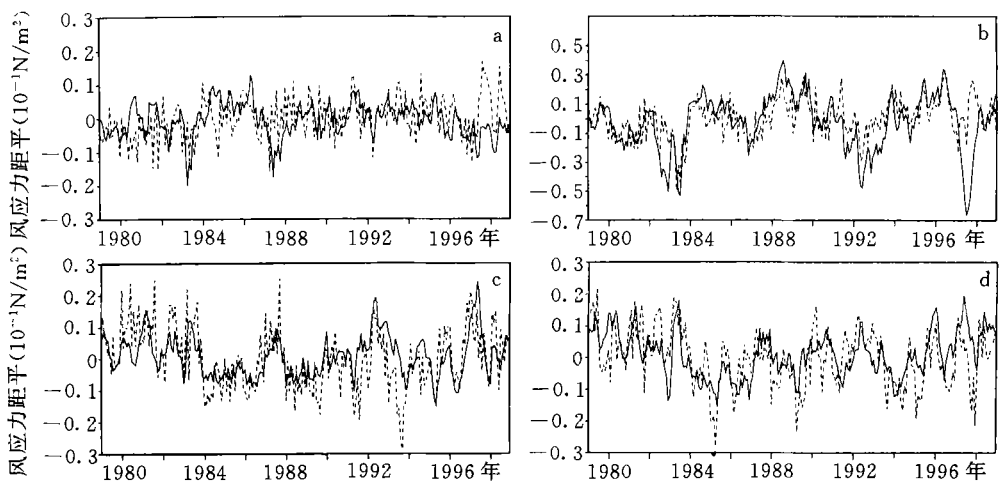


图 3 细网格 Gill 大气模式对热带大西洋表面风应力的模拟

(a. ATL3 区纬向风应力距平的平均, b. ATL4 区纬向风应力距平的平均, c. ATL3 区经向风应力距平的平均, d. ATL4 区经向风应力距平的平均; 实线为模式模拟值, 虚线为观测值)

将大西洋、印度洋区域模拟得到的海表面风应力距平和对应的观测值求相关, 如图 5a ~ d 分别为热带大西洋、印度洋区域模拟和观测海表面风距平场纬向、经向分量的相关系数空间分布型。从图 5a 可见: 对于大西洋区域而言, 大气模式对纬向风应力距平的模拟相关系数大于 0.5 的区域主要集中于 30 W 以西 5 S ~ 5 N 之间的区域, 且沿赤道向东和

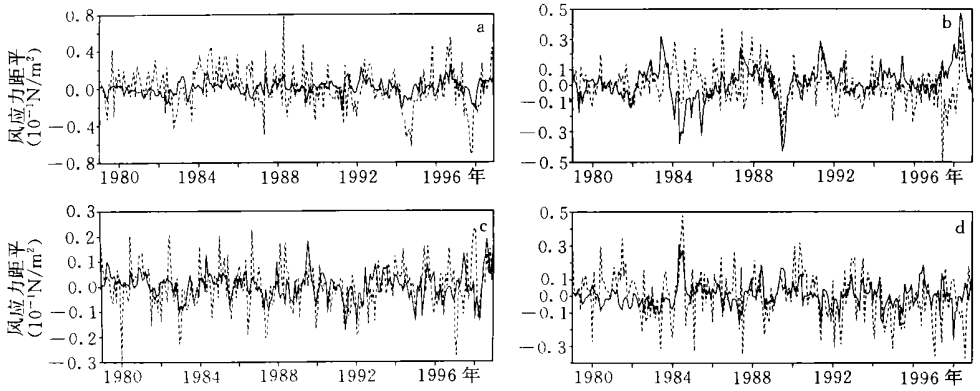


图4 细网格 Gill 大气模式对热带印度洋表面风应力的模拟

(a. IND3 区纬向风应力距平的平均, b. IND4 区纬向风应力距平的平均, c. IND3 区经向风应力距平的平均, d. IND4 区经向风应力距平的平均; 实线为模式模拟值, 虚线为观测值)

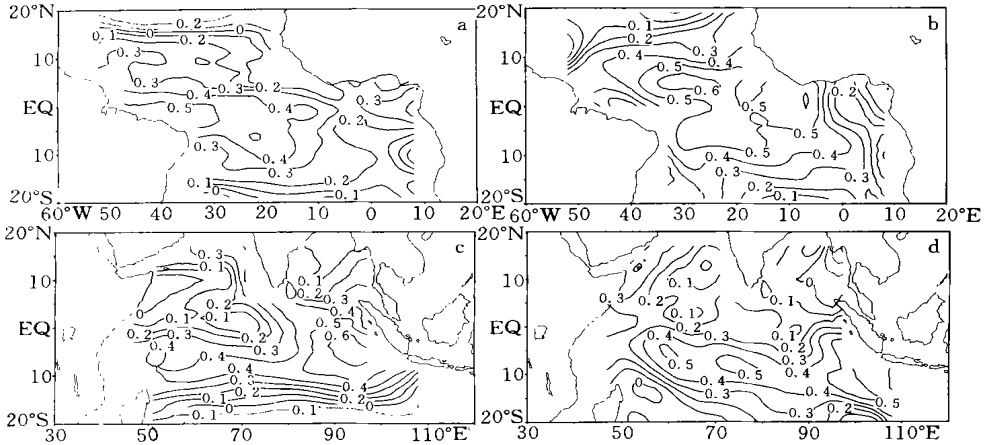


图5 细网格 Gill 大气模式模拟的与观测的海洋表面风应力相关分布

(a. 大西洋纬向风应力距平的相关, b. 大西洋经向风应力距平的相关, c. 印度洋纬向风应力距平的相关, d. 印度洋经向风应力距平的相关)

两极相关系数逐渐减小。大气模式对经向风应力距平的模拟相关系数大于 0.5 的区域则覆盖了 $8^{\circ}\text{S} \sim 8^{\circ}\text{N}$ 之间的整个热带大西洋(如图 5b)。在热带印度洋区域, 模式模拟的纬向海表风应力距平相关系数大于 0.5 的区域在 80°E 以东 $10^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 之间的热带东印度洋区域(如图 5c), 这一点和大西洋相反。从图 5d 可见, 模拟的经向风应力距平相关系数大于 0.5 的区域偏离了赤道, 主要集中在 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}\text{S}$ 的区域。

综上所述, 从总体上看, 细网格的 Gill 大气模式对热带大西洋海表风应力距平场的模拟相对较好, 而在印度洋则显得不太理想。这一方面有海表风应力距平本身较 SSTA 更难以模拟的因素, 另一方面其主要原因可能是由于印度洋地处季风区, 其大气变化不仅是对海温变化的响应, 还受许多外部因素(如陆面过程、地形等)的影响, 再加之过于简单、理想化的大气模式本身性能所决定的。

6 用观测风应力距平对距平海洋模式强迫的结果

关于 GICM 的海洋分量对三大洋 SSTA 的模拟在文献[8]中已有详细讨论,但由于这是和本文密切相关的内容,故仍在这里针对热带大西洋、印度洋模式分量的模拟能力做一些补充介绍。如图 6a~d 分别为观测风应力强迫下热带大西洋、印度洋区域距平模式对 ATL3, ATL4, IND4, DMI 指数(取 10 S ~ 10 N, 50 ~ 70 E 的 SSTA 平均值减去 10 S ~ 0°; 90 ~ 110 E 区域的 SSTA 平均值^[6], 即所谓偶极子指数 Dipole Mode Index) 的模拟情况。

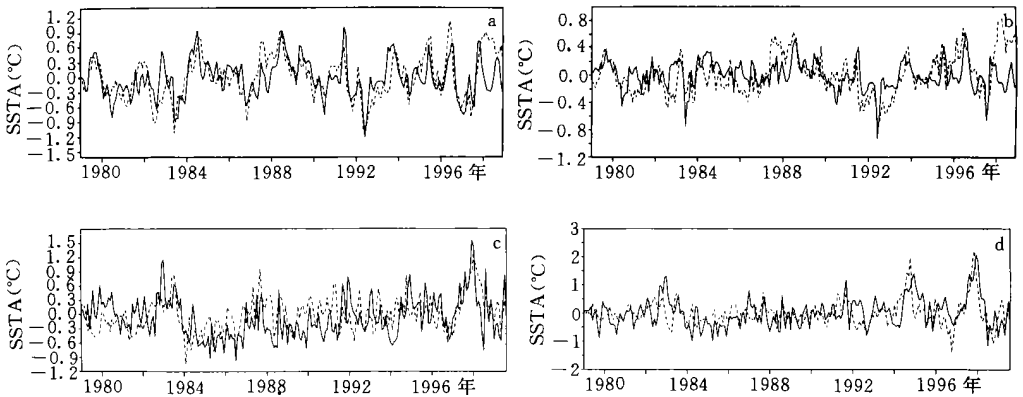


图 6 热带大西洋、印度洋区域海洋距平模式对 SSTA 的模拟

(a. ATL3 指数, b. ATL4 指数, c. IND4 指数, d. DMI 指数; 实线为模式模拟值, 虚线为观测值。

其中, 1998 年 1 月以后印度洋区域风应力为用 NCEP/NCAR 再分析 1000 hPa 距平风场资料计算而得)

由图可见, GICM 的海洋模式部分对以上指数区域的 SSTA 模拟比较令人满意, 尤其是对赤道东印度洋 SSTA 以及热带印度洋偶极子模 DMI 年际变率的模拟还是比较成功的, 总体上说比对风应力距平模拟的结果好, 且对热带大西洋的模拟要好于热带印度洋。

7 结语与讨论

文中简要介绍了构成一个中等复杂程度海气耦合模式(GICM)的大气模式部分及海洋模式部分的模式物理框架, 通过分别用观测热带三大洋 SSTA 强迫细网格 Gill 大气模式及用观测的 FSU 假风应力距平强迫海洋距平模式, 结果表明:

(1) 总体上说, 无论是大气模式还是海洋模式均在一定程度上较好地模拟了观测事实, 且对海温距平的模拟要好于对风应力距平的模拟, 在热带大西洋区域的模拟效果好于热带印度洋区域;

(2) 对大气模式部分而言, 无论是在热带大西洋还是在热带印度洋, 其对经向风应力距平的模拟均要好于对纬向风应力距平的模拟, 对于热带大西洋, 其西部的模拟效果好于东部; 对于热带印度洋, 则是东部的模拟效果好于西部, 且赤道南侧好于赤道北侧;

(3) 对海洋模式部分而言, 对热带大西洋 SSTA 模拟最好的区域是赤道中东部。在热带印度洋, 模式较好地模拟出赤道东印度洋的异常增暖现象及沿赤道海温距平梯度的反转(即偶极子模 DMI)的年际变化。

在此基础上, 将以上两个模式耦合起来, 就构成了一个中等复杂程度的全球热带海气耦合模式(GICM), 这是进一步研究全球热带海气相互作用的基础及进行全球热带海温异常预测的基础。

参考文献

- 1 Zebiak S E, Cane M A. A model El Niño-southern oscillation. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 2262 ~ 2278
- 2 Latif M, et al. A review of ENSO prediction studies. *Clim Dyn*, 1994, 9: 167 ~ 179
- 3 Tourre Y M, White W B. ENSO signals in global upper-ocean temperature. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25(6): 1317 ~ 1332
- 4 Zebiak S E. Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J Climate*, 1993, 6: 1567 ~ 1586
- 5 Wallace J M, et al. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific. *J Geo phys Res*, 1998, C103, 14241 ~ 14260
- 6 Saji N H, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401: 360 ~ 363
- 7 Cane M A, Patton R J. A numerical model for low-frequency equatorial dynamics. *J Phys Oceanogr*, 1984, 14: 1853 ~ 1863
- 8 殷永红, 史历, 倪允琪. CAMS/NJU 全球热带海洋距平模式及其数值模拟. *气象学报*, 2000, 58(增刊): 778 ~ 789
- 9 Neelin D J, et al. ENSO theory. *J Geo phys Res*, 1998, C103, 14261 ~ 14290
- 10 Reverdin G, Cane M A. The near surface equatorial Indian Ocean in 1979. Part I: linear dynamics. *J Phys Oceanogr*, 1984, 14: 1817 ~ 1828
- 11 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart J R Met Soc*, 1980, 106: 447 ~ 462
- 12 Zebiak S E. Atmospheric convergence feedback in a simple model for El Niño. *Mon Wea Rev*, 1986, 114: 1263 ~ 1271
- 13 <http://coaps.fsu.edu/pud/wind/>
- 14 Servain, Jacques, Stricherz J N, et al. TOGA Pseudo-stress Atlas 1985-1994, Volume I: Atlantic Ocean, Florida State University, Tallahassee, FL, 1997, 158 pp
- 15 Stricherz J N, Legler D M, O'Brien J J. TOGA Pseudo-stress Atlas 1985-1994, Volume II: Pacific Ocean, Florida State University, Tallahassee, FL, 1997, 155 pp
- 16 Legler D M, Stricherz J N, O'Brien J J. TOGA Pseudo-stress Atlas 1985-1994, Volume III: Indian Ocean, Florida State University, Tallahassee, FL, 1997, 155 pp
- 17 Zebiak S E. A simple atmospheric model of relevance to El Niño. *J Atmos Sci*, 1982, 39: 2017 ~ 2027
- 18 Zebiak S E. Tropical atmosphere-ocean interaction and the El Niño/Southern Oscillation phenomenon. 1984, Ph. D. dissertation, MIT
- 19 Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437 ~ 471

A GLOBAL TROPICAL INTERMEDIATE COUPLED MODEL AND ITS NUMERIC SIMULATIONS

Shi Li Ying Yonghong

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Ni Yunqi

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

An intermediate-level resolution atmosphere model and a global tropical two-layer ocean model are forced by observed SSTA and FSU pseudo-stress anomaly respectively. It is found that the model simulations agree well with the observations to a certain extent. The model simulations in the Atlantic region corresponding to the observations are better than that in the Indian region. The results demonstrate that the simulations of meridional wind anomaly in the atmosphere model are more similar to the observations than the simulations of zonal wind anomaly. The effects of the simulations in the West Atlantic region and in the central-east Indian region are better. It is also indicated that the SSTA's inter-annual variability within the east equatorial Atlantic Ocean and the west equatorial Indian Ocean is simulated very well. The dipole mode events of the equatorial Indian Ocean can be captured very well, too. So a global tropical intermediate coupled model (GICM) can be developed based on the two models described above.

Key words: Intermediate-level resolution atmosphere model, Global tropical ocean model, Forcing, Couple.